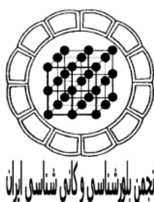
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۷۵ تا ۸۲



الگوی دما- فشار فرآیند تشکیل اکلوژیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی شفارود در زیرپهنه‌ی تالش در شمال‌غرب ایران با استفاده از گارنت‌های منطقه‌بندی‌شده

نازیلا نصیحت‌شنو[1]، سید محسن مرتضوی راوری[1*]، جواد ایزدیار[2]

۱- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۴/۱۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۶/۴)

چکیده: مجموعه‌ی دگرگونی شفارود در شمال‌غرب ایران در پهنه‌ی کوهستانی البرز- تالش قرار دارد. مجموعه‌ی دگرگونی پالئوزوئیک (کربونیفر- پرمین) قدیمی‌ترین سنگ‌های این منطقه هستند. اکلوژیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی شفارود به‌صورت عدسی‌های چند متری به‌همراه توده‌های سرپانتنیتی در بخش‌های قاعده‌ای رخنمون دارند. مجموعه کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی اکلوژیت شامل گارنت، پیروکسن، آمفیبول، میکای سفید، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کلریت، کوارتز و اسفن است. تصاویر میکروسکوپ الکترونی و نتایج تجزیه‌ی شیمیایی با ریز پردازنده‌ی الکترونی (EPMA) ساختار منطقه‌بندی شیمیایی رشدی در شکفته بلورهای گارنت را نشان می‌دهند. براساس محاسبه‌ی الگوی دما- فشار با استفاده از تبدیل ژاکوبین، مرکز و لبه گارنت‌ها به‌ترتیب در دما- فشار ۱۸/۲ kbar - ۶۰۰ °C (رخساره‌ی اکلوژیتی، حدود ۶۰ km) و ۵۵۰ °C- ۷/۵ kbar (رخساره‌ی شیست سبز، حدود۲۵ km) تشکیل شده‌اند. برپایه نتایج بررسی‌ها، الگوی ساختاری برای تحلیل اکلوژیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی شفارود شبیه نوع آلپی بوده که طی آن، فرآیند بالاآمدگی و کاهش فشار در شرایط تقریباً هم‌دما به‌دلیل یک بالاآمدگی سریع رخ داده‌است.

واژه‌های کلیدی: *تالش؛ مجموعه‌ی دگرگونی شفارود؛ گارنت؛ الگوی دما- فشار.*

مقدمه

از اهداف اصلی بررسی سنگ‌های دگرگونی، تعیین الگوی دما- فشار برای درک فرآیند دگرگونی و ارتباط آن با محیط زمین پویایی تشکیل است [۱]. برای این منظور روش‌های مختلفی اغلب بر پایه واکنش‌های دگرگونی با در نظر گرفتن شرایط تعادل فازی ارائه شده‌است [۲]. با تعیین الگوی دما- فشار براساس تغییر ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌توان اطلاعات بسیاری در مورد مسیر پیش‌رونده و پس‌رونده‌ی دگرگونی به دست آورد [۳، ۴]. بسیاری از کانی‌های دگرگونی دارای ساختار منطقه‌بندی شیمیایی بوده و از آن‌جا که نشانگرهای شیمیایی بسیار خوبی برای تعیین شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌ها هستند، بسیار مورد توجه پژوهشگران سنگ‌شناسی دگرگونی قرار گرفته‌اند [۳]. ساختار منطقه‌بندی شیمیایی افزون بر عناصر اصلی، در عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌های اکسیژن نیز رخ می‌دهد [۵-۷].

گارنت‌ها از مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های دگرگونی هستند. یکی از دلایل اهمیت گارنت‌ها در بررسی سنگ‌های دگرگونی حفظ دگرگونی‌ها در قالب ساختار منطقه‌بندی شیمیایی آنهاست. فرمول ساختاری گارنت به‌صورت $X_3Y_2Z_3O_{12}$ بوده که در آن X نشانگر جایگاه با هم‌آرایی هشت‌تایی (مکعبی کج‌شده) است که عناصر Fe^{2+}، Mg، Mn و Ca در آن جای می‌گیرند؛ عناصر Al، Fe^{3+}، Cr^{3+} جایگاه با هم‌آرایی شش‌تایی Y و Si جایگاه با هم‌آرایی چارتایی Z را اشغال می‌نمایند. بیشتر گارنت‌های دگرگونی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۳۶۱۶۵۹۲، پست الکترونیکی: mortazavi@hormozgan.ac.ir

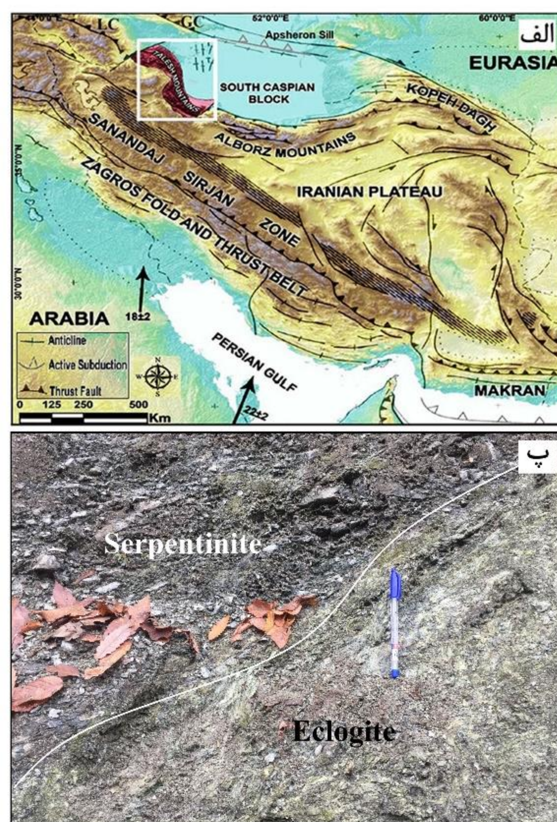
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]

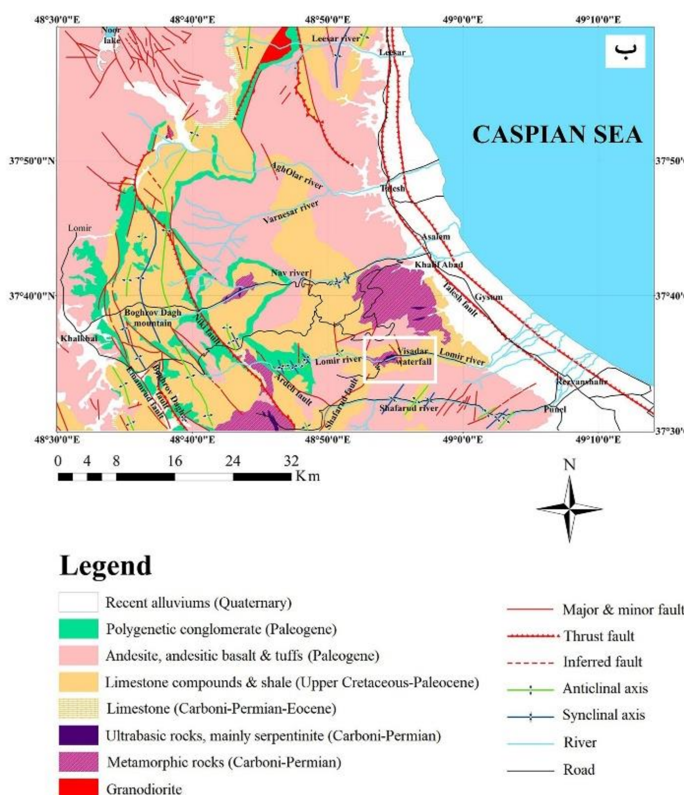
محلول جامدی از آلماندین ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$)، پیروپ ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$)، گروسولار ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) و اسپسارتین ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) هستند. محلول جامد آلماندین- اسپسارتین با مقادیر کم پیروپ و گروسولار در شیست‌های درجه پایین و متوسط دگرگونی یافت می‌شوند [۸].

در ساختار منطقه‌بندی شیمیایی نوع رشدی در گارنت، منطقه‌های شیمیایی جدید با ترکیب متفاوت طی رشد کانی رخ می‌دهد و علت اصلی آن تغییر شرایط دما- فشار یا ترکیب شیمیایی کانیایی است [۹]. مدل‌سازی منطقه‌بندی شیمیایی در گارنت برپایه واکنش‌های شیمیایی و محاسبه‌ی مجموعه‌های تعادل کانیایی از روش‌های متداول برای تفسیر شکل‌گیری آن‌هاست [۲، ۱۰، ۱۱]. آشکارسازی فرآیند تبلور دگرگونی با مدل‌سازی تمرکز عناصر در گارنت نیز انجام شده است [۱۲-۱۵]. اسپیر و سیلوراستون [۱۶] روشی محاسباتی بر پایه تغییر ترکیب گارنت طی فرآیند رشد مطرح نمودند که اساس محاسبه‌ی الگوی دما- فشار دگرگونی منطقه‌ی ویسادار در این پژوهش بوده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی ویسادار بخشی از مجموعه‌ی دگرگونی شفارود در پهنه‌ی کوهستانی البرز- تالش است که به‌عنوان یک پهنه‌ی برخوردی از قفقاز تا پارا پامیوس افغانستان ادامه دارد. زیر پهنه‌ی تالش، پهنه‌ی البرز را به پهنه‌ی قفقاز کوچک (LC: Lesser Caucasus) متصل می‌کند (شکل ۱ الف). ساختارهای دگرشکلی در تالش مانند البرز، نشانگر تاریخ کششی و فعالیت دوباره ساختارهای فشارشی پیش از پالئوزوئیک پیشین هستند که با بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس نیز همخوانی دارند [۱۷].





شکل۱ الف) ویژگی‌های کلی ساختاری در منطقه‌ی برخورد قاره‌ای عربی- اوراسیا و موقعیت کوه‌های تالش (LC: قفقاز کوچک، GC: قفقاز بزرگ). ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده برگرفته از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلخال- رضوانشهر [۱۸]. که منطقه‌ی ویسادار با مربع سفید رنگ بر آن مشخص شده‌است. پ) نمونه‌ی صحرایی از اکلوژیت‌های همراه سرپانتینیت‌ها.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]

قدیمی‌ترین سنگ‌های این منطقه یک مجموعه‌ی دگرگونی پالئوزوئیک (کربونیفر- پرمین) هستند که در بخش‌های شرق، جنوب و مرکز منطقه رخنمون دارند. این مجموعه در قاعده از مسکویت-بیوتیت شیست تشکیل شده است که به‌سمت بالا به فیلیت تبدیل می‌شود. در بخش‌های بالایی، میان-لایه‌های آهک متبلور و گدازه‌های بازیک وجود دارند. در این مجموعه‌ی دگرگونی به‌ویژه در بخش‌های قاعده‌ای، سنگ‌های فرابازیک سرپانتینیتی‌شده رخنمون دارند [۱۸]. واحدهای مزوزوئیک (کرتاسه‌ی پسین) بیشتر از شیل آهکی، مارن و سنگ‌آهک ماسه‌ای با مقادیر کم توف آندزیتی در بخش پائینی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های مزوزوئیک با راستای تقریب شمالی- جنوبی و کمانی شکل، سنگ‌های دگرگون‌شده‌ی پرمو-کربونیفر و سنگ‌های رسوبی پرمین را به‌صورت ناهمساز می‌پوشانند. این مجموعه به‌صورت تاقدیس و ناودیس‌های کوچک و بسته دیده می‌شود که با سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی پالئوژن به‌صورت ناهمساز پوشیده می‌شوند. پالئوژن را مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌های رسوبی شامل توف، ماسه‌سنگ توفی، آهک نومولیت‌دار، شیل‌های تیره رنگ، گدازه و برش تشکیل می‌دهند که با یک پی کنگلومرایی به‌طور ناهمساز سنگ‌های رسوبی کرتاسه را می‌پوشانند و به دو بخش پالئوسن و ائوسن قابل تفکیک هستند. فعالیت نفوذی در منطقه بسیار کم است و در غرب لیسار به‌صورت یک توده‌ی نفوذی کم‌ژرفا از نوع گرانودیوریت دیده می‌شود. افزون بر ساختارهای شکل‌پذیر چون تاقدیس و ناودیس-گونه‌های متعدد در منطقه، گسل‌هایی با روند شمالی- جنوبی نیز نقش عمده‌ای در شکل‌گیری ریختار فعلی منطقه دارند [۱۸] (شکل ۱ ب).

روش پژوهش

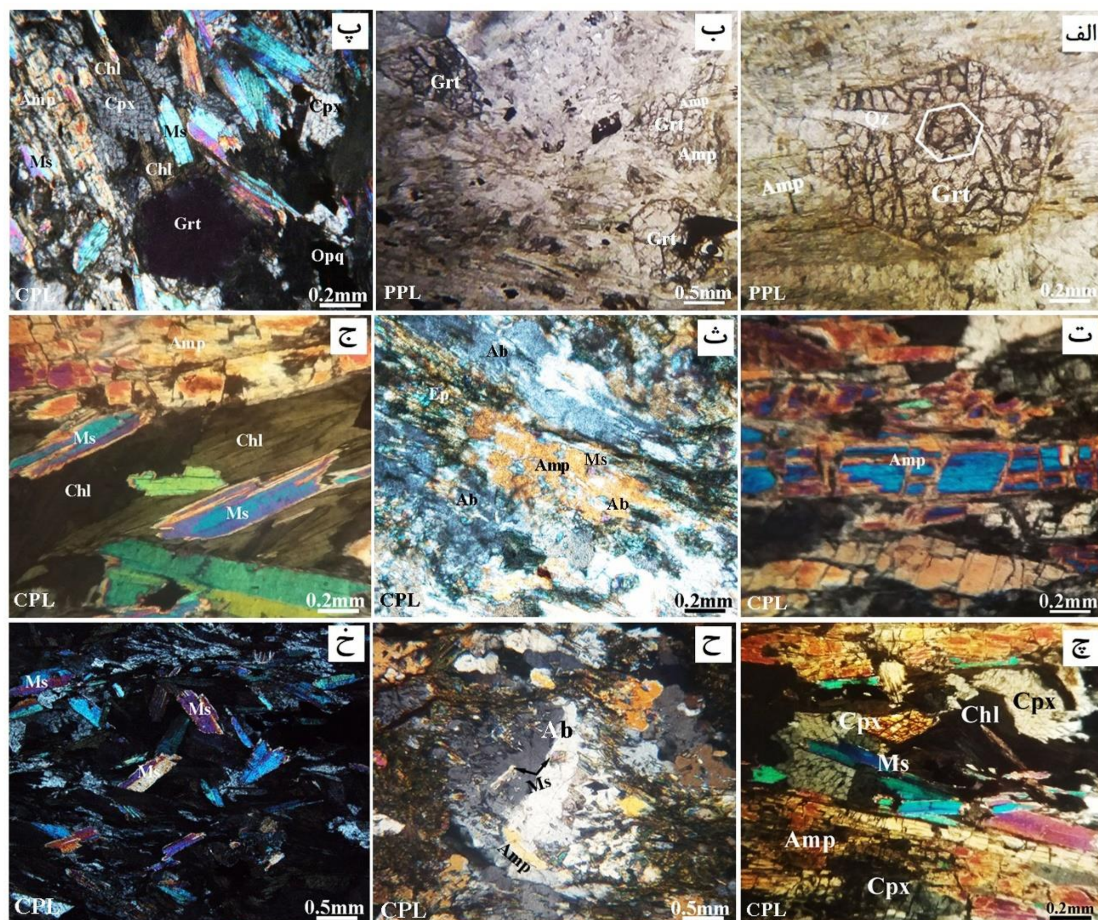
نمونه‌ها با ریزپردازنده‌ی الکترونی (EPMA) Cameca SX 100 در آزمایشگاه دانشگاه لودویگ ماکسیمیلیان مونیخ آلمان با ولتاژ ۱۵ kV و جریان پرتوی ۲۰ nA تجزیه‌ی شیمیایی شدند. استانداردهای آلبیت، الیوین، ارتوکلاز، ولاستونیت، روتیل، بوستامیت، Fe_2O_3، Cr_2O_3 و NiO به ترتیب برای عناصر Na، Si-Mg، Al-K، Ca، Ti، Mn، Fe، Cr و Ni استفاده شدند. تعداد کاتیون‌ها و مقدار Fe^{3+} با نرم‌افزار AX تعیین گردیدند [۱۹]. همچنین برای محاسبه‌ی دما- فشار مرجع از نرم‌افزار THERMOCALC استفاده شد [۲۰]. گفتنی است که همه نشانه های اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانس [۲۱] هستند.

سنگ‌نگاری

اکلوژیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی شفارود به‌صورت عدسی‌های چند متری همراه سایر سنگ‌های دگرگونی و سرپانتینیت‌ها رخنمون دارند (شکل ۱ پ). مجموعه کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی اکلوژیت شامل گارنت، پیروکسن، آمفیبول، میکای سفید، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کلریت، کوارتز و اسفن هستند. بافت غالب دیده شده در اکلوژیت‌ها غربالی ورقه – نخ‌شکفتی است (شکل ۲).

گارنت با دو نوع بافت دیده می‌شود؛ نوع اول گارنت‌های پورفیری و غربالی با ساختار منطقه‌بندی دارای میانبارهای کلینوپیروکسن، آمفیبول و کوارتز در لبه هستند در حالی‌که در مرکز آن‌ها میانباری دیده نمی‌شود. برخی از گارنت‌های خود شکفت لبه‌ی فشارشی دارند که در آن کانی‌های آمفیبول، آلبیت و کلریت دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ الف، ب). نوع دوم گارنت‌های نیمه خود شکفت بدون میانبار و ساختار منطقه‌بندی همراه با سایر کانی‌ها چون آلبیت، مسکویت، کلریت و آمفیبول تشکیل‌دهنده‌ی شیستوارگی هستند (شکل ۲ پ).

آمفیبول‌ها یکی از اجزای اصلی شیستوارگی با ساختار منطقه‌بندی هستند که با توجه به ویژگی های نوری، در مرکز ترکیب گلوکوفانی و در لبه ترکیب اکتینولیتی دارند (شکل ۲ ت). هم‌چنین آمفیبول‌های پورفیری و غربالی دارای میانبارهایی از میکای سفید و آلبیت هستند که در لبه‌ی فشارشی آن‌ها کانی‌های آلبیت، اپیدوت، کلریت و مسکویت دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ ث، ج). کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت دگرشکفت و نیمه خودشکفت وجود دارند که به کلریت، مسکویت و آمفیبول تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۲ پ، چ). آلبیت‌های شکفته با بافت‌های متفاوت دیده می‌شوند که عبارتند از ۱) شکفته بلورهای آلبیت در زمینه‌ی سنگ با میانبارهایی از آمفیبول و میکای سفید، ۲) به‌صورت میانبار در شکفته بلورهای آمفیبول و ۳) در لبه‌ی فشارشی شکفته بلورهای گارنت و آمفیبول (شکل‌های ۲ ث، ح). میکای سفید و کلریت بیشتر تشکیل‌دهنده‌ی شیستوارگی هستند (شکل‌های ۲ ج، خ). برخی از شکفته بلورهای میکای سفید جهت‌گیری مایل نسبت به شیستوارگی دارند (شکل ۲ خ). برخی کلریت‌ها نیز بر اثر تبدیل‌شدگی کانی‌های قدیمی‌تر از جمله گارنت و کلینوپروکسن ایجاد شده‌اند (شکل ۲ پ، چ).



شکل۲ تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ اکلوژیتی منطقه‌ی ویسادار. الف) گارنت دارای منطقه‌بندی با میانبارهای کوارتز، ب) گارنت با میانبارهای آمفیبول و کوارتز، پ) گارنت بدون میانبار، ت) آمفیبول موجود در شیستوارگی با ساختار منطقه‌بندی، در مرکز ترکیب گلوکوفانی و در لبه ترکیب اکتینولیتی دارد، ث) آمفیبول غربالی با میانبارهایی از مسکویت و آلبیت همچنین کانی‌های اپیدوت و آلبیت در لبه‌ی فشارشی، ج) مرز واکنشی شکفته بلور آمفیبول با کانی‌های کلریت و مسکویت، چ) کلینوپیروکسن‌های دگرشکفت و نیمه خودشکفت با تبدیل‌شدگی به کلریت، مسکویت و آمفیبول، ح) شکفته بلور آلبیت با میانبارهایی از آمفیبول و میکای سفید و خ) شکفته بلورهای میکای سفید با جهت‌گیری مایل نسبت به شیستوارگی.

ترکیب شیمیایی گارنت

بر پایه تصاویر میکروسکوپ الکترونی و نتایج تجزیه‌ی شیمیایی با ریز پردازنده‌ی الکترونی (EPMA)، شکفته بلورهای گارنت دارای ساختار منطقه‌بندی شیمیایی نمایانی هستند (شکل ۲ الف و جدول ۱). ترکیب گارنت‌ها براساس نمودار سه‌تایی -Grs (Alm+ Sps)- Prp در گستره آلماندین اکلوژیت‌های نوع C [۲۲] جای دارند (شکل ۳). این نوع اکلوژیت‌های فشار بالا همراه با گلوکوفان شیست‌ها در مناطق فرورانش با مقدار پیروپ کمتر از ۳۰٪ از بازالت‌های تولئیتی تشکیل می‌شوند. گارنت‌ها در مرکز دارای ترکیب میانگین X_{Prp}=9, X_{Grs}=10, X_{Alm}=63, X_{Sps}=17 و در لبه دارای ترکیب میانگین X_{Prp}=5, X_{Grs}=25, X_{Alm}=55, X_{Sps}=17 هستند. بر اساس فراوانی کاتیون‌های Mg، Ca، Fe^{2+}، Mn در جایگاه با هم‌آرایی دوازده‌تایی و فراوانی کاتیون Fe^{3+} در جایگاه با هم‌آرایی هشت‌تایی، مرکز گارنت‌ها دارای مقادیر بیشتر Fe^{2+} و Mg و همچنین مقدار کمتر Ca، Fe^{3+} نسبت به لبه هستند، در حالی‌که Mn تغییر چندانی ندارد (جدول ۱).

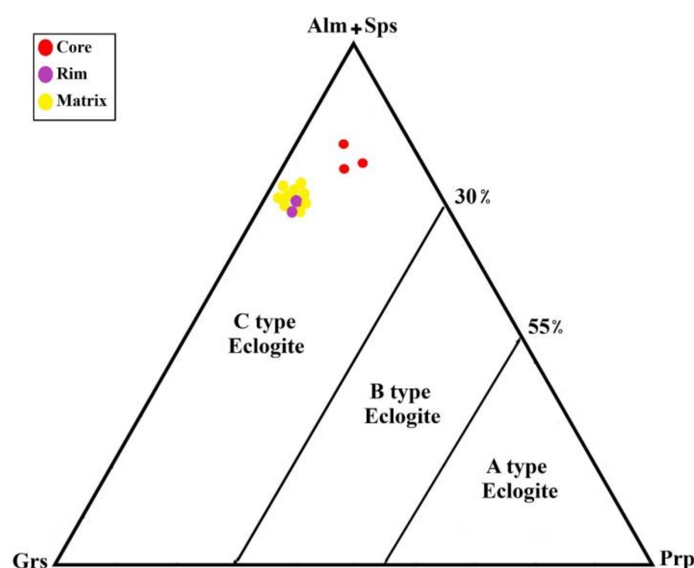
گارنت‌های واقع در شیستوارگی ساختار منطقه‌بندی شیمیایی نداشته‌اند و ترکیبی شبیه ترکیب شیمیایی لبه شکفته بلورهای دارای منطقه‌بندی دارند (X_{Prp}=4, X_{Grs}=25, X_{Alm}=54, X_{Sps}=16.6). فراوانی کاتیون‌ها در جایگاه‌های با هم‌آرایی هشت و دوازده‌تایی در این نوع از گارنت‌ها با لبه‌ی شکفته بلورهای گارنت دارای منطقه‌بندی نزدیک هستند که نشان دهنده شرایط تشکیل یکسان آن‌هاست (جدول ۱).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی با ریز پردازنده‌ی پروب الکترونی (EPMA) کانی گارنت.

گارنت														
	مرکز			لبه		زمینه								
SiO_2	۳۷٫۱۴	۳۷٫۳۰	۳۶٫۵۱	۳۷٫۵۰	۳۸٫۲۰	۳۶٫۳۶	۳۶٫۲۷	۳۶٫۴۵	۳۶٫۵۷	۳۶٫۰۴	۳۶٫۶۱	۳۶٫۴۱	۳۶٫۹۱	۳۶٫۸۲
TiO_2	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۵	۰٫۲۵	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۱۳
Al_2O_3	۲۰٫۸۱	۲۰٫۲۰	۲۰٫۴۵	۱۹٫۳۰	۱۸٫۳۰	۲۰٫۷۹	۲۰٫۵۳	۲۱٫۰۶	۲۱٫۰۵	۲۱٫۳۲	۲۱٫۰۱	۲۰٫۹۵	۲۱٫۱۳	۲۰٫۸۶
Cr_2O_3	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	۰٫۰۲	<d.l.	۰٫۰۳	<d.l.	<d.l.	<d.l.	۰٫۰۳	<d.l.
FeO	۳۰٫۰۲	۲۹٫۴۰	۲۹٫۱۱	۲۵٫۳۰	۲۴٫۳۰	۲۵٫۴۲	۲۵٫۰۶	۲۵٫۸۶	۲۴٫۸۳	۲۵٫۴۳	۲۵٫۲۱	۲۵٫۹۶	۲۵٫۶۵	۲۵٫۰۳
MnO	۷٫۳۱	۷٫۵۴	۷٫۷۰	۷٫۵۰	۷٫۵۰	۷٫۸۷	۷٫۵۶	۷٫۶۰	۷٫۷۷	۶٫۷۳	۶٫۲۷	۶٫۶۴	۵٫۸۰	۷٫۳۱
MgO	۲٫۰۶	۳٫۰۱	۲٫۴۱	۱٫۲۵	۱٫۲۵	۰٫۸۹	۰٫۹۳	۰٫۹۸	۰٫۹۰	۱٫۰۵	۱٫۲۱	۱٫۱۸	۱٫۲۵	۰٫۹۰
CaO	۳٫۵۱	۳٫۰۰	۴٫۱۱	۸٫۱۰	۹٫۱۰	۸٫۰۲	۸٫۷۴	۸٫۴۴	۸٫۷۷	۸٫۵۷	۹٫۵۶	۸٫۲۷	۹٫۴۱	۹٫۲۱
Na_2O	<d.l.	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	<d.l.	۰٫۰۲	۰٫۰۲	<d.l.	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲
K_2O	<d.l.	۰٫۰۵	<d.l.	۰٫۰۶	۰٫۰۷	<d.l.	<d.l.	<d.l.	۰٫۰۳	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	۰٫۰۱
مجموع	۱۰۰٫۹۶	۱۰۰٫۶۶	۱۰۰٫۴۰	۹۹٫۲۷	۹۹٫۰۸	۹۹٫۴۸	۹۹٫۲۷	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۰۹	۹۹٫۲۴	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۵۳	۱۰۰٫۳۲	۱۰۰٫۲۹
NOx	O=۱۲													
Si	۲٫۹۷۵	۲٫۹۸۳	۲٫۹۳۴	۳٫۰۳۹	۳٫۱۰۱	۲٫۹۴۴	۲٫۹۳۹	۲٫۹۱۷	۲٫۹۶۳	۲٫۹۱۲	۲٫۹۳۰	۲٫۹۳۶	۲٫۹۴۵	۲٫۹۵۰
Ti	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸
Al	۱٫۹۶۵	۱٫۹۰۴	۱٫۹۳۷	۱٫۸۴۴	۱٫۷۵۱	۱٫۹۸۴	۱٫۹۶۱	۱٫۹۸۸	۱٫۹۹۳	۲٫۰۳۱	۱٫۹۸۳	۱٫۹۹۱	۱٫۹۸۷	۱٫۹۷۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۲	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲	۰
Fe^{3+}	۰٫۰۷۰	۰٫۱۳۳	۰٫۱۸۶	۰٫۰۸۳	۰٫۰۴۱	۰٫۱۱۴	۰٫۱۴۷	۰٫۱۶۹	۰٫۱۲۰	۰٫۱۳۸	۰٫۱۴۹	۰٫۱۳۶	۰٫۱۰۷	۰٫۱۱۹
Fe^{2+}	۱٫۹۳۸	۱٫۸۳۳	۱٫۷۷۱	۱٫۶۳۲	۱٫۶۰۹	۱٫۶۰۸	۱٫۵۵۱	۱٫۵۶۲	۱٫۵۴۸	۱٫۵۸۰	۱٫۵۳۹	۱٫۶۱۵	۱٫۶۰۴	۱٫۵۵۸
Mn	۰٫۴۹۶	۰٫۵۱۱	۰٫۵۲۴	۰٫۵۱۵	۰٫۵۱۶	۰٫۵۴۰	۰٫۵۱۹	۰٫۵۱۵	۰٫۵۲۸	۰٫۴۶۱	۰٫۴۲۵	۰٫۴۵۳	۰٫۳۹۲	۰٫۴۹۶
Mg	۰٫۲۴۵	۰٫۳۵۹	۰٫۲۸۹	۰٫۱۵۱	۰٫۱۵۱	۰٫۱۰۷	۰٫۱۱۲	۰٫۱۱۶	۰٫۱۰۸	۰٫۱۲۷	۰٫۱۴۴	۰٫۱۴۱	۰٫۱۴۹	۰٫۱۰۷
Ca	۰٫۳۰۱	۰٫۲۵۷	۰٫۳۵۳	۰٫۷۰۳	۰٫۷۹۱	۰٫۶۹۶	۰٫۷۵۹	۰٫۷۲۴	۰٫۷۵۴	۰٫۷۴۲	۰٫۸۲۰	۰٫۷۱۵	۰٫۸۰۴	۰٫۷۹۰
Na	۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۷	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
K	۰	۰٫۰۰۵	۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰	۰٫۰۰۳	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱
Total	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰
X_{Prp}	۸	۱۲	۱۰	۵	۵	۴	۴	۴	۴	۴	۵	۵	۵	۳
X_{Grs}	۱۰	۹	۱۲	۲۳	۲۵	۲۳	۲۶	۲۵	۲۵	۲۵	۲۸	۲۴	۲۷	۲۷
X_{Alm}	۶۵	۶۲	۶۰	۵۴	۵۲	۵۴	۵۳	۵۳	۵۳	۵۴	۵۳	۵۵	۵۵	۵۳
X_{Sps}	۱۷	۱۷	۱۸	۱۷	۱۷	۱۸	۱۷	۱۸	۱۸	۱۶	۱۴	۱۶	۱۳	۱۷

حد تشخیص: *d.l.: (ppm)



شکل ۳ نمایش ترکیب گارنت‌ها در نمودار سه‌تایی Grs- (Alm+ Sps)- Prp برگرفته از مرجع [۲۱].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]

بحث و بررسی

با توجه به نتایج تجزیه‌ی شیمیایی با ریز کاونده‌ی الکترونی، از مرکز به‌سمت لبه‌ی گارنت، مقادیر X_{Prp}، X_{Alm} کاهش و مقدار X_{Grs} افزایش می‌یابد. این امر نشان می‌دهد که دما- فشار تشکیل گارنت از مرکز به‌سمت لبه کاهشی بوده‌است [۲۳، ۲۴]. چنان که بیان شد، منطقه‌بندی شیمیایی کانی‌ها برای تعیین و تفسیر دما- فشار دگرگونی اهمیت دارند. محاسبه‌ی دما- فشار با توجه به منطقه‌بندی گارنت‌ها نخستین بار توسط اسپیر و سیلوراستون [۱۶] انجام شد. کمی کردن این فرایند و اساس ریاضی محاسبه، تبدیل ژاکوبین نامیده می‌شود. در این روش، متغیرهای وابسته به صورت تابعی از متغیرهای مستقل نوشته می‌شوند.

با توجه به تبدیل ژاکوبین، متغیرهای P و T به‌عنوان متغیرهای وابسته و ترکیب شیمیایی گارنت (X_{Alm}, X_{Prp}, X_{Grs}) با توجه به نتایج تجزیه‌ی شیمیایی به‌عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته می‌شود:

$$T = T(X_{Alm}, X_{Prp}, X_{Grs})$$
$$P = P(X_{Alm}, X_{Prp}, X_{Grs})$$

بر این اساس، مشتق کلی دما- فشار به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$dT = (\partial T/\partial X_{Alm})\, dX_{Alm} + (\partial T/\partial X_{Prp})dX_{Prp} + (\partial T/\partial X_{Grs})dX_{Grs}$$
$$dP = (\partial P/\partial X_{Alm})\, dX_{Alm} + (\partial P/\partial X_{Prp})dX_{Prp} + (\partial P/\partial X_{Grs})dX_{Grs}$$

سرانجام ماتریس نهایی عبارت است از

$$\begin{vmatrix} dT \\ dP \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \partial T/\partial X_{Alm} & \partial T/\partial X_{Prp} & \\ \partial T/\partial X_{Grs} & & \\ \partial P/\partial X_{Alm} & \partial P/\partial X_{Prp} & \partial P/\partial X_{Grs} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} dX_{Alm} \\ dX_{Prp} \\ dX_{Grs} \end{vmatrix}$$

دما- فشار تشکیل لبه‌ی گارنت با استفاده از نرم‌افزار THERMOCALC و با فرض فعالیت آرمانی اجزای سازنده، برای مجموعه کانیایی مرحله‌ی پسرونده‌ی دگرگونی شامل اپیدوت، موسکویت، کلریت و اکتینولیت در تعادل با لبه‌ی گارنت‌های شکفته بلور ۵۵۰ °C- ۷/۵ kbar تعیین شد. سپس با در نظر گرفتن شرایط دما- فشار مرجع برای ترکیب شیمیایی لبه‌ی گارنت، ماتریس ژاکوبین محاسبه می‌شود. با تغییر ترکیب شیمیایی، مقدار تغییرات دما- فشار برای هر ترکیب شیمیایی تا رسیدن به ترکیب مرکز گارنت به‌دست می‌آید. بررسی‌های بسیار پیرامون ساختار منطقه‌بندی شیمیایی گارنت‌ها نشان داده‌است که طی رشد گارنت با افزایش دما و فشار به‌عنوان دو متغیر ترمودینامیکی اصلی، مقادیر X_{Sps}، X_{Grs} کاهش و مقادیر X_{Alm} و X_{Prp} افزایش می‌یابند. روشن است که با کاهش دما- فشار، تغییر معکوس در مقادیر X_{Sps}، X_{Alm}، X_{Grs}،X_{Prp} دیده شود. نتایج به دست آمده از این محاسبه در جدول ۲ ارائه و در شکل ۴ رسم شده‌است.

برداشت

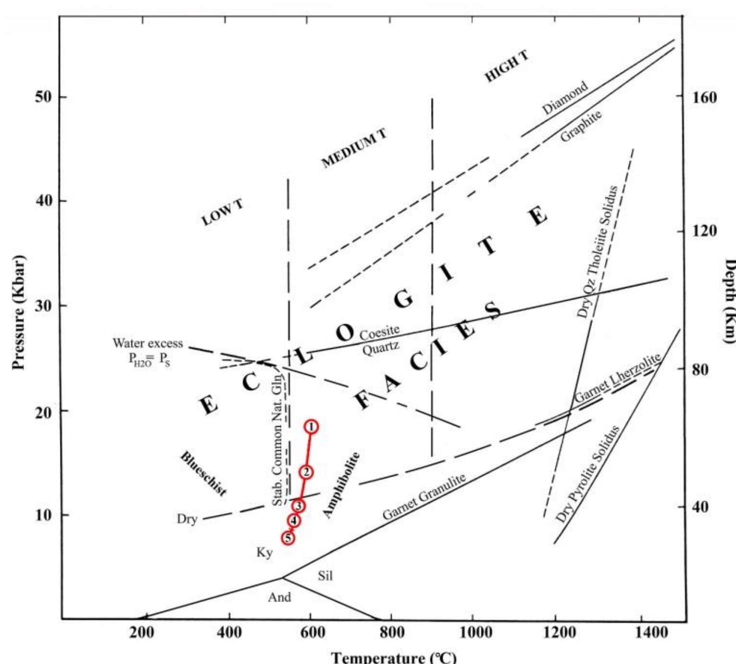
تغییر شرایط دما- فشار باعث شکل‌گیری منطقه‌بندی شیمیایی گارنت از نوع رشدی در اکلوژیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی شفارود شده‌است. نشان می‌دهند که مرکز گارنت‌ها در دما- فشار حدود ۱۸/۲ kbar- °C ۶۰۰ (رخساره‌ی اکلوژیتی) معادل عمق تقریبی ۶۰Km و لبه‌ی گارنت در دما- فشار kbar ۷/۵ -°C ۵۵۰ (رخساره‌ی شیست سبز) معادل عمق تقریبی ۲۵Km تشکیل شده‌اند. بررسی نقاط بین این دو حد نشان می‌دهند که در شرایط رشد گارنت، به‌طور پیوسته دما افزایش و فشار کاهش یافته‌است (جدول ۲ و شکل ۴).

نتایج این پژوهش نشان می‌دهند که الگوی ساختاری مناسب برای تحلیل سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی ویسادار تالش شباهت بسیاری با نوع آلپی دارد. این الگوی دما- فشار در نواحی فرورانش ساعت‌گرد است. براساس این الگو، دگرگونی فشار بالای رخساره اکلوژیتی یا شیست آبی هنگام بازگشت به سطح زمین، طی فرایند دگرگونی بازگشتی دچار دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبولیت یا شیست سبز می‌شود [۲۵] که فرآیند بالا آمدگی و کاهش فشار در شرایط تقریباً هم‌دما به‌دلیل یک بالا آمدگی سریع رخ داده‌است. بالا آمدگی سریع به احتمال بسیار ناشی از تبدیل فرآیند فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به ماهیت برخوردی است که این تغییر ماهیت پویا باعث بالاآمدگی سریع می‌گردد [۲۴].

جدول ۲ نتایج محاسبات متغیرهای ترمودینامیکی کانی گارنت منطقه‌بندی شده.

	نقطه	X_{Prp}	X_{Grs}	X_{Alm}	ΔX_{Prp}	ΔX_{Grs}	ΔX_{Alm}	ΔT	ΔP	T(°C)	P(Kbar)	Depth(Km)
لبه	۵	۰/۰۵	۰/۲۵	۰/۵۵	start	start	start	start	start	۵۵۰	۷/۵	۲۵
	۴	۰/۰۶	۰/۲۴	۰/۵۷	۰/۰۱	-۰/۰۱	۰/۰۲	۱۰	۲/۱	۵۶۰	۹/۶	۳۲
به	۳	۰/۰۶۴	۰/۲۳۶	۰/۵۸	۰/۰۰۴	-۰/۰۰۴	۰/۰۱	۱۰	۱/۲	۵۷۰	۱۰/۸	۳۶
مرکز	۲	۰/۰۸۴	۰/۱۳۶	۰/۶۰	۰/۰۲	-۰/۱	۰/۰۲	۲۰	۳/۲	۵۹۰	۱۴	۴۶
	۱	۰/۱۰۴	۰/۱۲۶	۰/۶۲	۰/۰۲	-۰/۱	۰/۰۲	۱۰	۴/۲۳	۶۰۰	۱۸/۲	۶۰

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]



شکل ۴ مسیر P-T گارنت موجود در اکلوژیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی شفارود (شماره ۱ تا ۵: از مرکز به‌سمت لبه‌ی گارنت منطقه‌بندی شده).

قدردانی

نگارندگان لازم می‌دانند از جناب آقای دکتر دیرک مولر (Dirk Müller) از دانشگاه لودویگ ماکسیمیلیان مونخن Ludwig-Maximilians-Universität München,) آلمان Munich- Germany) برای انجام آنالیز EPMA این پژوهش تشکر و قدردانی نمایند.

مراجع

[1] Likhanov I. I., *"Metamorphic indicators for collision, extension, and shear zone geodynamic settings of the Earth's crust"*, Petrology 28 (2020) 1-16.

[2] Powell R., Holland T. J. B. H., Worley B., *"Calculating phase diagrams involving solid solutions via non- linear equations, with examples using THERMOCALC"*, Journal of metamorphic Geology 16.4 (1998) 577-588.

[3] Tracy R. J., "Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals,*"Characterization of metamorphism through mineral equilibria"*, De Gruyter (2018) 354-398.

[4] Etzel T. M., Elizabeth J. C., *"Garnet Chemical Zoning Based Thermobarometry: Method Evaluation and Applications in the Menderes Massif, Western Turkey"*, Geosciences 11.12 (2021) 505.

[5] Hickmott D. D., *"Trace element zoning in garnets--implications for metamorphic petrogenesis"*, Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology (1988).

[6] Hickmott D., Spear F.S., *"Major-and trace-element zoning in garnets from calcareous pelites in the NW Shelburne Falls Quadrangle, Massachusetts: garnet growth histories in retrograded rocks"*, Journal of Petrology 33.5 (1992) 965-1005.

[7] Kohn M.J., Valley J.W., Elsenheimer D., Spicuzza M.J., *"O isotope zoning in garnet and staurolite: evidence for closed-system mineral growth during regional metamorphism"*, American Mineralogist 78, no. 9-10 (1993) 988-1001.

[8] Spear F. S., *"Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths"*, Mineralogical Society of America Monograph (1993) 352-356.

[9] Spear F. S., *"Phase equilibria of amphibolites from the Post pond Volcanics, Mt. Cube quadrangle, Vermont"*, Journal of Petrology 23.3 (1982) 383-426.

[10] Spear F. S., *"Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 99.4 (1988) 507-517.

[11] De Capitani C., Petrakakis K., *"The computation of equilibrium assemblage diagrams*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]

Khalkhal-Rezvanshahr Quadrangle Map (in Persian)", Geological Survey of Iran, scale 1:100,000 (1998) series sheet 5765.

[19] Holland T., Powell R., *"AX-Activity-Composition Software"*, Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Cambridge UK (2005).

[20] Powell R., Holland T. J. B., *"An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program"*, Journal of metamorphic Geology, 6.2 (1988) 173-204.

[21] Whitney D. L., Evans B. W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American mineralogist, *95*(1) (2010) 185-187.

[22] Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W., *"Eclogites and eclogites: their differences and similarities"*, Geological Society of America Bulletin, 76(5) (1965) 483-508.

[23] Kohn M. J., *"Geochemical Zoning in Metamorphic"*, Crust 3 (2005) 229.

[24] Faryad S.W., Nahodilová R., Dolejš D., *"Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet"*, Lithos 114.1-2 (2010) 54-69.

[25] Ernst W. G., *"Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist PT paths"*, Geology 16.12 (1988) 1081-1084.

with Theriak/Domino software", American mineralogist 95.7 (2010) 1006-1016.

[12] Spear F. S., Peacock S. M., Kohn M. J., Florence F. P., Menard T., *"Computer programs for petrologic PTt path calculations"*, American Mineralogist 76.11-12 (1991) 2009-2012.

[13] Konrad-Schmolke M., Handy M.R., Babist J., O'Brien P.J., *"Thermodynamic modelling of diffusion-controlled garnet growth"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 181-195.

[14] Gaidies F., De Capitani C., Abart R., Schuster R., *"Prograde garnet growth along complex P–T–t paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the Wölz Complex (Austroalpine basement)"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 155 (2008) 673-688.

[15] Gulbin Yu L. *"Optimization of the garnet-biotite geothermometer. Temperature trends"*, Geology of Ore Deposits 53 (2011) 528-557.

[16] Spear F. S., Selverstone J., *"Quantitative PT paths from zoned minerals: theory and tectonic applications"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 83.3-4 (1983) 348-357.

[17] Alavi M., *"Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran"*, Journal of Geodynamics 21.1 (1996) 1-33.

[18] Asadian Q., Mirzaee A. R., Eftekhar Nezhad j., *"Geology map and Explanatory Text of the*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.75]